مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی




سال سی و دوم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۱۵ تا ۲۸

# بررسی سنگ‌زایی اسکارن‌های منطقه حراران در شمال غربی مجموعه آذرین لاله زار با استفاده از کانی شناسی و دما-فشارسنجی پیروکسن-گارنت

سلیمه دهقانی دشتابی*[۱]، محمد رهگشای[۱]، شهریار محمودی[۲]

*۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران*

*۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین، تهران، ایران*

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۱/۲۶، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۵/۸)

**چکیده:** مجموعه آذرین لاله‌زار در مرز پهنه سنندج-سیرجان و بخش‌های جنوب‌شرقی کمربند آتشفشانی-نفوذی ارومیه-دختر و در شمال‌شرقی شهرستان بافت در استان کرمان قرار دارد. در کرانه شمال‌غربی و غرب توده، در سنگ‌های کربناتی، دگرگونی مجاورتی به نسبت گسترده ای ایجاد شده است. در بخش جنوبی حراران، در محل تماس توده آذرین لاله‌زار با مجموعه آهکی و مارنی الیگومیوسن (معادل سازند قم) هاله دگرگونی مجاورتی (بخش‌های اسکارنی و مرمر) بیشترین گسترش را دارد. بر اساس بررسی های میکروسکوپی، در اسکارن‌ها، کانی‌های گارنت، کلسیت، ولاستونیت، پیروکسن، الیوین، ایدوکراز و اپیدوت تشکیل شده‌اند. پهنه‌های مختلف دگرگونی شامل گارنت – کلینوپیروکسن، اولیوین–کلینوپیروکسن، ولاستونیت – گارنت و گارنت-اپیدوت هستند. تجزیه شیمیایی نقطه‌ای کانی‌ها نشان داد که گارنت‌ها بیش از ۷۰ درصد گروسولار (گارنت غنی از کلسیم) و کمتر از ۳۰ درصد آلماندن (گارنت غنی از آهن) دارند. ترکیب کلینوپیروکسن‌ها مربوط به گروه نخست (کلسیم-آهن و منیزیم‌دار) و از نوع ولاستونیت- انستاتیت بوده که مقدار ولاستونیت بیش از ۵۰ درصد است. همچنین کمتر از ۱۰ درصد فروسیلیت نیز در ترکیب این کلینوپیروکسن‌ها وجود دارد. بر پایه دما-فشارسنجی گارنت-کلینوپیروکسن، دمای تشکیل اسکارن‌های بر اساس روابط مختلف ارائه شده بین ۴۱۳ تا ۵۳۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۱/۵ تا ۲/۵ کیلوبار به دست آمد. سنگزایی موجود و همچنین شرایط ترمودینامیکی بیانگر گریزندگی اکسیژن بیش از ۰/۲ است. این امر گویای فعالیت سیال های غنی از محلول‌های غنی از سیلیکات در تشکیل این اسکارن‌هاست.

**واژه‌های کلیدی:** *اسکارن؛ گریزندگی اکسیژن؛ توده نفوذی لاله‌زار؛ حراران.*

## مقدمه

قوس ماگمایی ارومیه-دختر یکی از پهنه‌های ایران [۱] و از مهم‌ترین رخدادهای تاریخ زمین‌شناسی ایران است (شکل ۱ الف). این پهنه از پایین به بالا از واحدهای زیر تشکیل شده است (شکل ۱ ب) الف) سنگ‌های ماگمایی ائوسن-الیگوسن با ویژگی‌های زمین شیمیایی ویژه قوس‌های کرانه قاره‌ای در نظام‌های کششی از ۵۵ تا ۳۷ میلیون سال [۲] ب: فعالیت ماگمایی بازالت‌های جزایر اقیانوسی الیگوسن که مشخص کننده انتقال از فعالیت ماگمایی قوسی به جزایر اقیانوسی است [۳]، پ) فعالیت ماگمایی قوسی الیگومیوسن که با شروع برخورد ایجاد شده است [۴] و ت) فعالیت ماگمایی اواخر میوسن-کواترنری که در پاسخ به پایان بسته شدن اقیانوس تتیس ایجاد شده است. با اینحال گفتنی است که حجم فعالیت ماگمایی ائوسن نسبت به انواع دیگر بیشتر است [۵]. یک پیشروی دریایی به سن اواخر پالئوسن-اواسط میوسن از روی توالی‌های ۵۰۰ تا ۱۰۰۰ متری سنگ آهک‌های نومولیت‌دار تشخیص داده می‌شود. این سنگ آهک‌ها تغییراتی در ضخامت نشان می‌دهند و اغلب به صورت سنگ‌های آذرآواری دانه‌ریز

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۳۲۴۵۴۷۲۳، پست الکترونیکی: s.dehghan66@gmail.com



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.15 ]

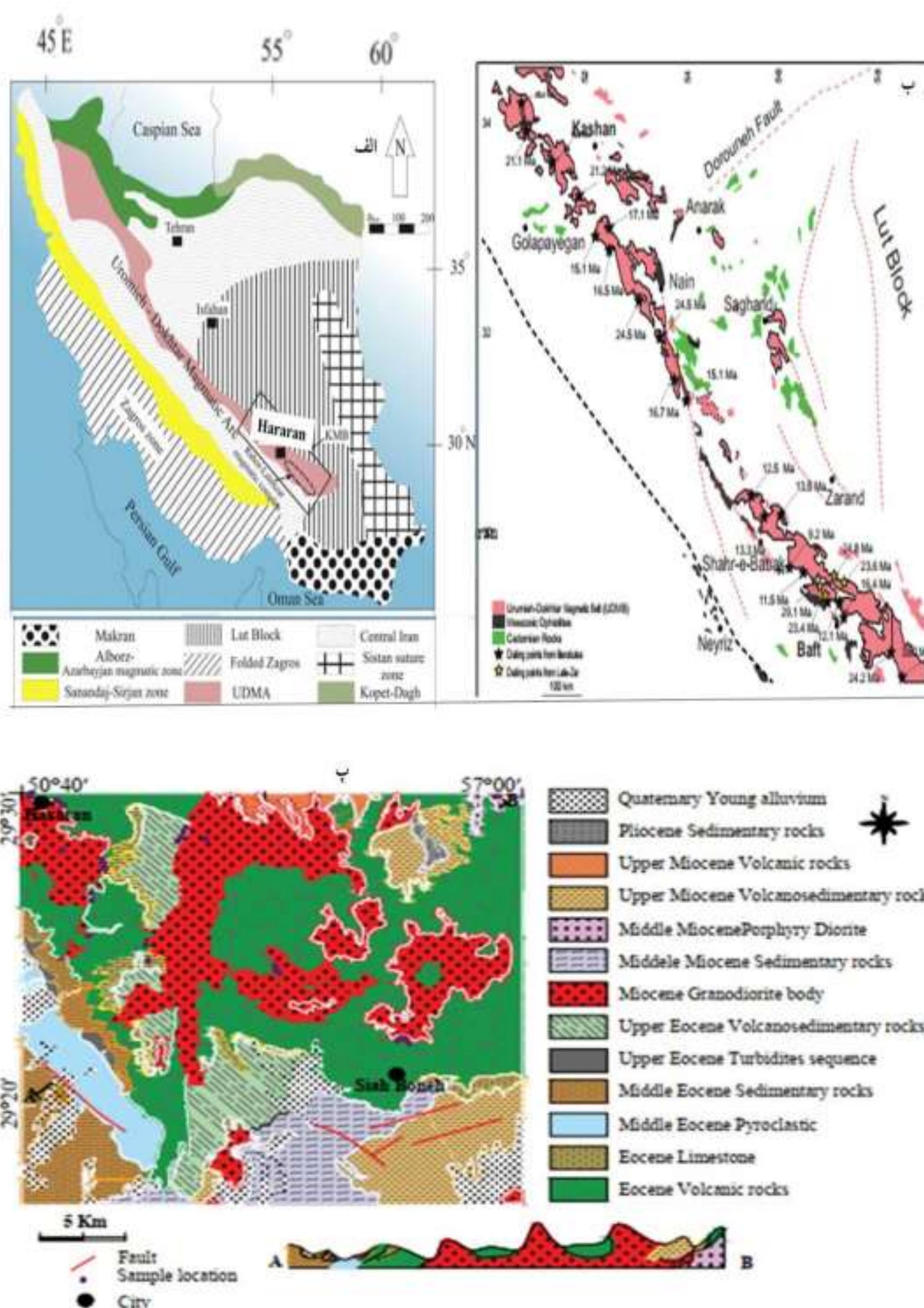
رده‌بندی می‌شوند. فعالیت ماگمایی فورانی ائوسن در ارومیه-دختر با پسروی ائوسن که با خشکی‌زایی در سراسر جهان همراه است، همخوانی دارد [۶]. در این دوره، فعالیت ماگمایی با فرونشست وابسته به کشش همراه بوده که منجر به فعالیت ماگمایی زیردریایی شده است [۷] این واحد اغلب با سازند قرمز زیرین پوشیده شده که از کنگلومرا، ماسه‌سنگ، شیل، سنگ گچ و نهشته‌های آذرآواری به نسبت محدود و جریان‌های آتشفشانی تشکیل شده است. پسروی اواخر ائوسن تا اواخر پالئوسن منجر به ته‌نشست توالی‌های آتشفشانی-رسوبی قرمز پایینی شده است. توالی‌های پیشروی دریای الیگوسن تا اواخر میوسن که شامل سنگ‌های آهکی و مارن‌های بین لایه‌ای با جریان‌های گدازه مافیک هستند و سازند قم نامیده می‌شوند، سازند قرمز پایینی را می‌پوشاند. سازند قم به‌طور همشیب با سازند سرخ بالایی و رسوب‌های قاره‌ای کواترنری پوشیده شده است. بطور کلی، کمربند ماگمایی ارومیه-دختر به دو بخش جنوبی و مرکزی تقسیم شده است. بخش مرکزی بین شهرهای ساوه و یزد قرار دارد و گستره‌های قم-کاشان-نطنز، اردستان، نائین و نائین-یزد را در بر دارد (شکل۱ الف). این بخش از سنگ‌های رسوبی پروتروزوئیک پسین تا پالئوزوئیک تشکیل شده که با توالی‌های مزوزئیک پوشیده شده و خود این واحد نیز با سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن پوشیده شده است [۳]. سنگ‌های آذرین نفوذی گرانیتی و گابرویی الیگوسن تا میوسن در همه این مجموعه نفوذ کرده‌اند [۸] بخش جنوبی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر پهنه دهج-ساردوئیه نامیده می‌شود و در استان کرمان واقع است. روند این پهنه شمال‌غرب- جنوب‌شرق است و با بیش از ۵۰۰ کیلومتر طول و ۹۰ کیلومتر عرض از شمال‌غرب استان کرمان (دهج) شروع و تا گوشه جنوب‌شرق این استان (ساردوئیه) ادامه دارد و با سه توالی مختلف مشخص می‌شود [۷]. مجموعه بهرآسمان به سن ائوسن پیشین که با ضخامت ۵/۵ کیلومتر از آذرآواری‌های اسیدی، توف، برش و جریان‌های گدازه تراکی‌بازالتی تا تراکی‌آندزیتی تشکیل شده است. مجموعه رازک به سن ائوسن میانی تا پسین که با ضخامت ۷/۵ کیلومتر از توالی‌های آتشفشان آواری بازالتی-ریولیتی تشکیل شده [۷] مجموعه الیگوسن هزار از ۱/۳ کیلومتر تراکی آندزیت و تراکی‌بازالت تشکیل شده است. با روش سن‌سنجی آرگون-آرگون، سن ۷±۳۲ میلیون سال (اوایل الیگوسن) برای این واحد به دست آمده است [۷] آتشفشان آواری‌های ائوسن تا الیگوسن و توده‌های نفوذی همراه به‌طور دگرشیب با سنگ‌آهک و لایه‌های قرمز قاره‌ای الیگوسن تا میوسن پوشیده شده‌اند. فراوانی رسوب های قاره‌ای در این سازندها نشان می‌دهند که منطقه خارج از دریا بوده است. جدیدترین سنگ‌های آتشفشانی و نیمه آتشفشانی در بخش جنوبی ارومیه-دختر از داسیت‌های میوسن-پلیوسن، بازالت‌ها و فوئیدیت‌هایی به شکل گنبد هستند. آتش‌فشان کوه مزاحم سن آرگون-آرگون بیوتیت ۶/۸ میلیون سال دارد و نمونه شاخص فعالیت ماگمایی جوان است.

**زمین شناسی حراران**

از رخدادهای مهم در تاریخچه ماگمایی ایران ایجاد مجموعه ماگمایی ارومیه-دختر است که ۵۰ تا ۸۰ کیلومتر عرض دارد و با روند شمال غرب—جنوب‌شرق بخش جلویی کمربند ماگمایی سنوزوئیک ایران را تشکیل می‌دهد (شکل ۱ الف) و به طول ۱۰۰۰ کیلومتر بین عرض‌های ۲۸ تا ۳۹ درجه شمالی قرار دارد [۳]. در منطقه حراران، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن قدیمی‌ترین سنگ‌های منطقه هستند (شکل ۱ پ) که در بیش از ۷۰ درصد مناطق قلعه‌عسکر و حراران برونزد دارند [۹] آهک های الیگو-میوسن و مارن‌های ماسه‌ای سنگ‌های رسوبی منطقه هستند. این توده گرانیتوئیدی از شمال‌شرق به کوه‌های لاله‌زار می‌رسد و به صورت عدسی با قطر حدود ۱۵۰ متر در دامنه کوه شاه دیده می‌شود. این توده گرانیتی پس از اسکارن سازی نیز حجم قابل توجهی در منطقه دارد. توده‌های جوان کواترنری نیز در بخش‌هایی از منطقه دیده می‌شوند که بخش عمده آن‌ها آبرفت و کوهرفت هستند. بر هر یک از این واحدها، پوشش کوهرفت تشکیل شده که دارای قطعه‌هایی از سنگ بستر است. دایک‌های داسیتی نیز در منطقه مورد بررسی گسترش دارند که از نظر ترکیب، بافت و ساخت به طور کامل شبیه واحد گرانودیوریتی هستند. گاهی رخداد واحد گرانودیوریتی به صورت دایک بوده و گاهی نیز استوک است. این واحد در برابر فرسایش مقاوم بوده و اغلب در بالای تپه‌ها و ستیغ را تشکیل می‌دهد.



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.15 ]




**شکل ۱** الف) نقشه زمین‌شناسی ایران و جایگاه پهنه ارومیه-دختر [۱۰] و موقعیت منطقه مورد بررسی، ب) توزیع سنگ‌های نفوذی و آتش‌فشانی در پهنه ارومیه-دختر [۱۱] و پ) نقشه ۱٫۱۰۰۰۰۰ زمین‌شناسی منطقه حرارن

توده نفوذی برخلاف اندازه بزرگ آن، ترکیب شیمیایی به نسبت یکنواختی دارد و از نظر سنگ نگاری مونزونیت، مونزودیوریت و دیوریت-گرانودیوریت است. همه نفوذی‌ها بصورت توده‌های طویل (کمتر از ۵ کیلومتر) تشکیل شده که با

آتشفشان ائوسن و سنگ‌های رسوبی در شمال محدود می‌شوند، درحالی‌که سنگ‌های رسوبی میوسن-پلیوسن در شمال وجود دارند. مرزهای بین نفوذی و توالی‌های آتشفشانی ائوسن اغلب مشخص و ناپیوسته هستند. بطور کلی، این سنگ‌های نفوذی تغییر شکل نیافته‌اند و دگرسانی و هوازدگی نشان نمی‌دهند. گرانیتوئید لاله‌زار به درون سنگ‌های میزبان آهک‌های الیگومیوسن با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگی و سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی نفوذ کرده و اسکارن محدودی را به وجود آورده است. این رخنمون محدود اسکارنی در بخش جنوبی حراران دیده می‌شود (شکل ۱ پ). در این پژوهش، شرایط ترمودینامیکی و سنگ‌زایی هاله دگرگونی در سنگ‌های آهکی منطقه بررسی شده است.

**روش کار**

رخنمون اسکارن در منطقه حراران در ارتفاع‌ها قرار دارد و به طور مبا در منطقه‌ای صخره‌ای با شیب ۷۵ تا ۹۰ درجه و در ارتفاع ۳۰ تا ۶۰ متری از سطح دیواره سنگی در اثر حرکت گسل‌های عادی واقع است؛ با این وجود، گوناگونی مجموعه کانی‌های اسکارن در این سنگ‌ها قابل توجه است. طی بررسی های صحرایی در سه روز، ۱۰۰ نمونه برداشت شد که از آنها، ۵۰ مقطع نازک تهیه گردید. با توجه به بررسی‌های میکروسکوپی، تعداد ۵ نمونه اسکارن برای بررسی سنگ کل به روش طیف‌سنجی فئورسانس پرتوی ایکس (XRF) با دستگاه ترموفیشر مدل ARL 9900 در شرکت زرآزما در کرمان و دو مقطع نازک صیقلی برای بررسی دقیق کانی‌شناسی گارنت و پیروکسن به روش ریزپردازش الکترونی با ابرکاوشگر خودکار مدل JEOL JXA-8600M با ولتاژ شتاب‌دهنده‌ی ۱۵ کیلوولت و جریان پرتوی $2\times10^{-8}$A در بخش علوم زمین و محیط زیست دانشگاه پاماگاتا کشور ژاپن تجزیه شدند. نتایج این تجزیه‌ها با نرم‌افزارهای اکسل و Minpet تفسیر گردیدند.

**سنگ‌نگاری اسکارن**

در اسکارن‌های حراران، کانی‌های گارنت، کلسیت، ولاستونیت، پیروکسن، ایدوکراز، الیوین و اپیدوت تشکیل شده‌اند. همبرزایی این کانی‌ها در جدول ۱ آورده شده است. از آنجا که ویژگی‌های کانی‌شناسی این سنگ‌های اسکارنی شبیه هستند ویژگی‌های سنگ‌نگاری کانی‌های آنها بطور خلاصه در ادامه بیان شده است.

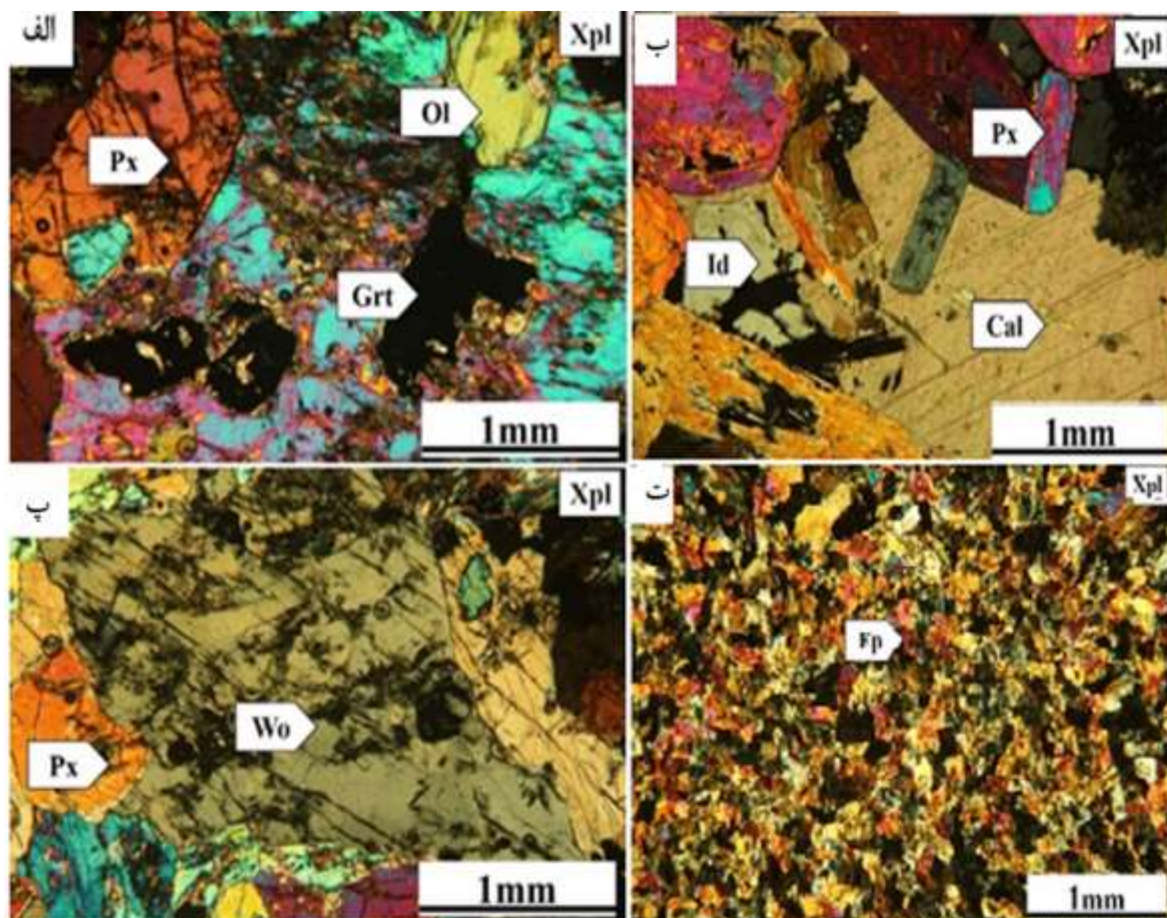
**گارنت:** کانی گارنت در واحدهای اسکارن موجود در منطقه مورد بررسی از مهم‌ترین و فراوان‌ترین کانی‌های سازنده به همراه پیروکسن بوده که دارای اندازه‌های متفاوت و از ریز تا درشت است. از نظر شکل، گارنت‌ها به نیمه شکل‌دار و بی‌شکل تقسیم می‌شوند. گارنت‌های شکل‌دار بسیار کم وجود دارند و همسانگرد و بدون منطقه‌بندی هستند (شکل ۲ الف). دربلورهای درشت‌تر و بی‌شکل، اغلب پیرامون و درون این کانی، میانبارهایی از کلینوپیروکسن وجود دارند که سبب ایجاد بافت غربالی شده اند. گارنت‌ها در این نمونه‌های اسکارنی حراران به شکل دانه‌ای با لبه‌های نیمه گرد شده و توده‌ای و با بافت دانه شکفتی دیده می‌شوند. گاهی نیز این کانی به صورت متراکم یافت می‌شود (شکل ۲ الف).

**جدول ۱** همبرزایی کانی‌های تشکیل‌دهنده اسکارن منطقه.

| → Prograde metamorphism → | | | | |
|---|---|---|---|---|
| Minerals | Low grad | Medium grad | High grad | Weathering |
| Garnet | | | | |
| Pyroxene | | | | |
| Amphibole | | | | |
| Olivine | | | | |
| Vesuvianite | | | | |
| Calcite | | | | |
| wollastonite | | | | |
| Epidote | | | | |
| Mica | | | | |
| → Time → | | | | |



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.15 ]




**شکل ۲** تصاویر میکروسکوپی واحدهای اسکارن موجود در منطقه مورد بررسی: الف) کانی‌های گارنت با لبه کرونا، پیروکسن و الیوین، ب) کانی‌های ایدوکراز و پیروکسن در زمینه‌ای از کلسیت، پ) درشت بلورهای ولاستونیت با بافت دسته علفی (جارویی) و ت) انباشت کانی‌های اپیدوت (Wo: ولاستونیت، Grt: گارنت، Cal: کلسیت، Ol: الیوین، Px: پیروکسن و Ep: اپیدوت).

**پیروکسن:** بر اساس ویژگی‌های نوری، پیروکسن‌های موجود در اسکارن‌های منطقه از نوع کلینوپیروکسن هستند (شکل ۲ ب) و در اندازه‌های متفاوت درشت تا ریزبلور نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند. به طور کلی می‌توان دو نوع کلینوپیروکسن در این اسکارن‌های منطقه مورد بررسی شناسایی کرد: ۱) بلورهای درشت کلینوپیروکسن که به صورت متراکم در سنگ و در کنار هم یافت می‌شوند و ۲) کلینوپیروکسن که به صورت میانبار درون گارنت دیده می‌گردد و می‌تواند نشانگر تشکیل پیروکسن طی واکنش پیش‌رونده پس از پهنه گارنت باشد. برخی کلینوپیروکسن‌هایی که به طور کامل دگرسان نشده‌اند و درون گارنت‌ها باقی مانده‌اند، سبب تشکیل بافت غربالی شده‌اند.

پیروکسن موجود در اسکارن‌های منطقه حراران از نوع کیلینوپیروکسن و اغلب دیوپسیدی هستند. براساس بررسی های میکروسکوپی، دو گروه پیروکسن در سنگ وجود دارند؛ گروه نخست شامل بلورهای درشت است که در اگرگات‌های خوشه‌ای و متراکم در درزمینه کلسیتی به چشم می‌خورند. در گروه دوم، بلورهای ریز پیروکسن با دوشکستی کمی متفاوت با گروه نخست و برجستگی بیشتر درون بلورهای گارنت به صورت میانبار وجود دارند. بررسی‌های میکروسکوپی بیانگر واکنش تشکیل پیروکسن از گارنت و کوارتز است. برخی از میانبارهای پیروکسن و میکا که به احتمال از واکنش‌های ابگیری پیروکسن‌های اولیه به وجود آمده‌اند، بافت غربالی را در گارنت ها ایجاد کرده‌اند.

**اولیوین:** اولیوین از کانی‌های مهم در سنگ‌های مورد بررسی است. این کانی اغلب به صورت درشت بلور و نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. اولیوین ۵ تا ۱۰ درصد از حجم سنگ‌های دربردارنده این کانی را شامل می‌شود. اولیوین در نور طبیعی


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.15 ]

بی‌رنگ است و در نور قطبیده رنگ تداخلی سری دوم و بالاتر (پسته‌ای، صورتی تا بنفش) دارند (شکل ۲ الف).

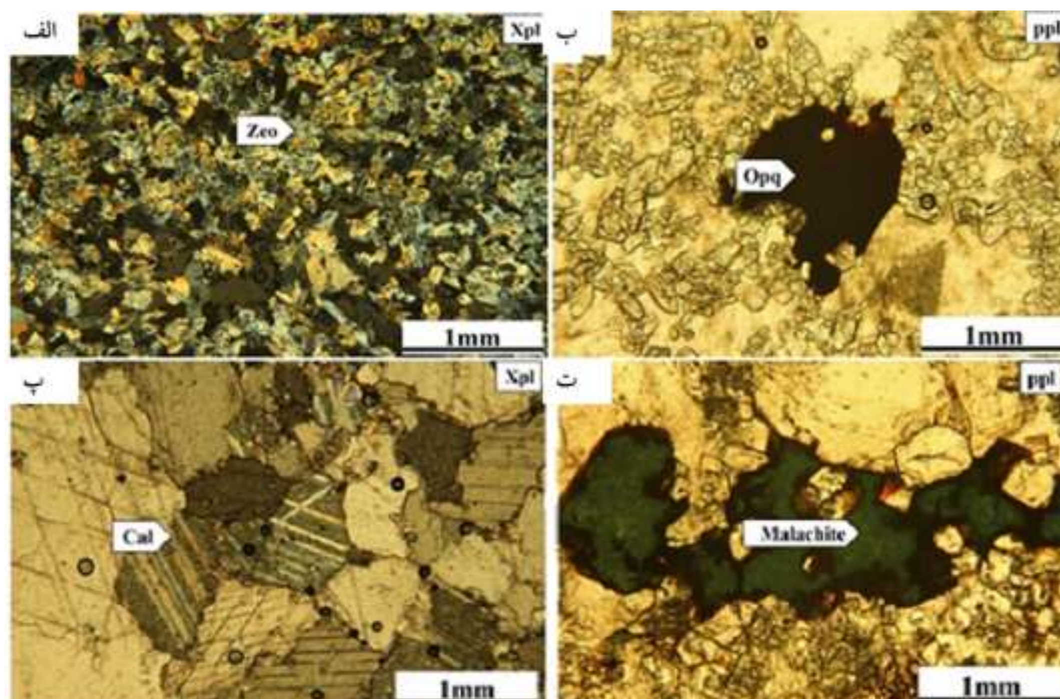
**وزوویانیت:** وزوویانیت یا ایدوکراز از کانی‌های شاخص در اغلب واحدهای اسکارن است. به نظر می‌رسد که در نمونه‌های مورد بررسی، این کانی در فاز پیشرونده ایجاد شده است، زیرا فراوانی آن بسیار کم است و بیشتر به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و به صورت رگه‌ای و منقطع و با رنگ‌های تداخلی خاکستری تیره و روشن در یک زمینه کلسیتی دیده می‌گردد (شکل۲ ب). این کانی از کلسیت و کلینوپیروکسن ناشی می‌شود و ممکن است هنوز بقایایی از کلینوپیروکسن درون آن دیده گردد.

**ولاستونیت:** ولاستونیت‌های صفحه‌ای و خودشکل به صورت بلورهای منفرد و در تعادل با سایر کانی‌های تشکیل دهنده سنگ با دوشکستی خاکستری، نارنجی و زرد وجود دارند (شکل ۲ پ). بلورهای رشته‌ای از ولاستونیت اغلب در لبه کانی های اصلی دیده می‌شوند.

**اپیدوت:** کانی اپیدوت در نمونه‌های بررسی شده نسبت به سایر کانی‌ها چون گارنت و پیروکسن فراوانی کمتری دارد، اما فراهم بودن شرایط تشکیل آن در برخی از بخش‌های منطقه سبب ایجاد پهنه اپیدوت - اسکارن شده است. بلورهای این کانی در نور عادی برجستگی زیادی دارند و به رنگ سبز مایل به زرد و ریزبلور دیده می‌شوند (شکل۲ ت). در نور قطبیده دوشکستی اپیدوت در نقاط مختلف یک بلور یکسان نیست، بلکه در بعضی نقاط بالا و در برخی نقاط مبا است. این کانی به صورت بلورهای برآمده از دگرگونی پسرونده به همراه زوئیزیت، کوارتز و کمی پلاژیوکلاز و همچنین با بافت دانه ای دیده می‌شود که سبب ایجاد سنگ اپیدوتیت شده است. در نور طبیعی، اپیدوت چندرنگی سبز تا زرد نشان می‌دهد (شکل ۳ الف).

**کانی کدر:** این کانی خود شکل است و در نمونه دستی ویژگی مغناطیسی شدید نشان می‌دهد. به احتمال بسیار مگنتیت ناشی از دگرسانی در واحدهای اسکارن به صورت کانی کدر و به مقدار بسیار کم وجود دارد (شکل ۳ ب).

**کلسیت:** این کانی در اندازه‌های متغیر ریزبلور تا درشت‌بلور و در همراهی با دیگر کانی‌ها دیده می‌شود. آثار رخ که با زاویه ۱۲۰ درجه هم را قطع کرده‌اند آشکارا در برخی از بلورهای این کانی وجود دارد (شکل ۲ پ). گاهی انباشت بلورهای کلسیت بافت موزائیکی تشکیل داده است.




**شکل ۳** تصاویر میکروسکوپی واحدهای اسکارن موجود در منطقه مورد بررسی: الف) کانی زوئیزیت موجود در واحدهای اپیدوتیت، ب) کانی کدر در واحدهای اسکارن، پ) انباشت کانی‌های کلسیت و بافت موزائیکی در مرمر؛ ت) مالاکیت ایجاد شده در واحدهای اسکارن منطقه مورد بررسی (Cal: کلسیت و Zeo: زوئیزیت).



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.15 ]

**مرمرها:** در مقاطع میکروسکوپی مرمرها، کانی کلسیت به عنوان کانی اصلی بیش از ۸۵ درصد از حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. در برخی از نمونه‌های بررسی شده، کانی کوارتز (۵ تا ۱۰ درصد) و در برخی نیز کوارتز به همراه مسکوویت (۳ درصد) حضور دارد. بافت غالب در مرمرهای بررسی شده دانه‌شکفتی تا موزاییکی است. سنگ مادر مرمرها به احتمال بسیار و با توجه به کانی‌های موجود در نمونه‌های بررسی شده یک آهک با کمی ناخالصی سیلیسی است (شکل ۳ پ).

**کانی‌زایی موجود در واحدهای اسکارن**

حضور سیال های فراوان در منطقه مورد بررسی سبب رخداد دگرسانی و شسته شدن عناصر از سنگ‌ها و ایجاد کانی‌زایی های هرچند با گسترش کم در منطقه شده است. مهم‌ترین رخداد کانی زایی قابل دیده در برخی از واحدهای اسکارن موجود در منطقه مورد بررسی تشکیل کانی مالاکیت است (شکل ۳ ت). کانی‌سازی منطقه بیشتر در واحدهای آذرین و اغلب به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای، در کنترل فضاهای باز شکستگی‌ها و داربستی قابل تشخیص است. منطقه مورد بررسی دارای هاله‌های دگرسانی آرژیلیک، پتاسیمی، پروپلیتی و سیلیسی‌شدگی است. کانی‌سازی مس در مناطق دگرسانی سیلیسی ممکن است با مقادیری از عناصر طلا، نقره، آرسنیک و آنتیموان همراه باشد. فرایندهای برونزایی در پهنه‌های پتاسیمی و پروپلیتی با رخنمون کانی مالاکیت و نئوتسیت و در پهنه آرژیلیک با بروز کانی‌های ژاروسیت و گوتیت دیده می‌شود.

**تشخیص سنگ مادر اسکارن‌های منطقه**

نتایج تجزیه ۵ نمونه اسکارن در جدول ۲ آورده شده است. بر پایه این داده‌ها و نمودارهای مراجع [۱۳،۱۲] مشخص می‌شود که سنگ مادر این واحدهای اسکارنی از نوع کربنات است (شکل ۴). مقدار بالای منیزیم نشان می‌دهد که ناخالصی دولومیتی در سنگ وجود دارد و می‌توان گفت که این سنگ مادر کربناتی سنگ آهم با کمی ناخالصی دولومیتی بوده است؛ نتایج سنگ نگاری (وجود الیوین) نیز این این امر را تایید می‌کند. در نمودار مرجع [۱۲]، مقدار A، C و F به صورت زیر محاسبه می‌شوند:

$A = Al_2O_3/(CaO-3.3P_2O_5) + (FeO^*+MgO+MnO) +[Al_2O_3-(K_2O+Na_2O)]$

$C = CaO-3.3P_2O_5/(CaO-3.3P_2O_5) + (FeO^*+MgO+MnO) + [Al_2O_3- (K_2O+Na_2O)]$

$F = FeO + MgO/(CaO-3.3P_2O_5) + (FeO^*+MgO+MnO) + [Al_2O_3-K_2O+Na_2O)]$

**شیمی کانی‌های اسکارنی**

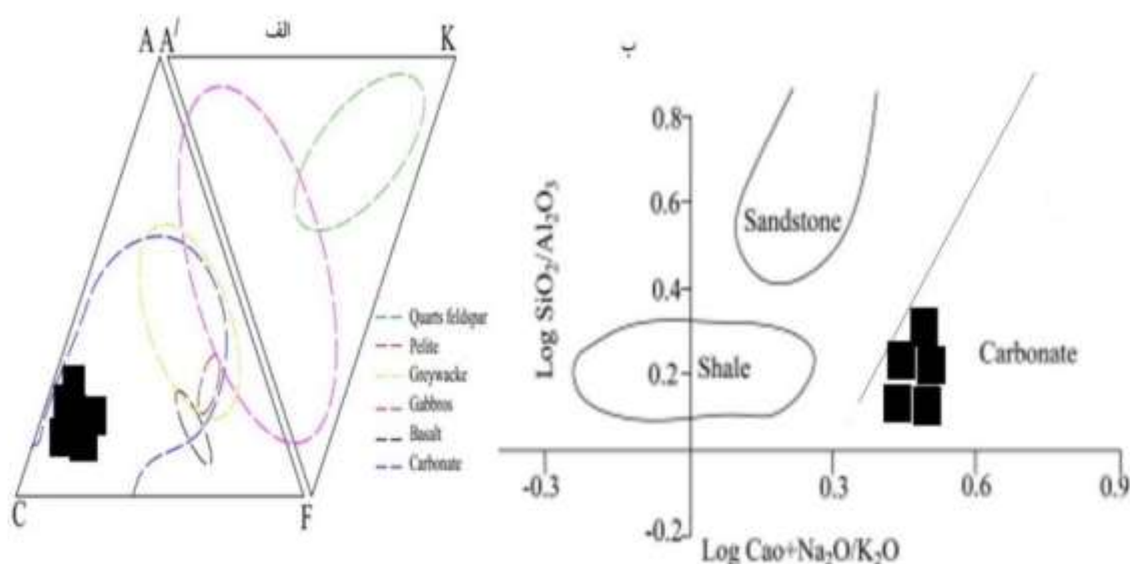
**گارنت**

گارنت یک کانی متداول در بسیاری از انواع سنگ‌های آذرین-رسوبی، سنگ‌های دگرگونی و سنگ‌های آذرین پرآلومین است [۱۴-۱۶] گارنت برای ارزیابی شرایط دما و فشار این سنگ‌ها بر اساس آزمایش‌های دما-فشار (چون آهن و منیزیم) و حساسیت-فشار (مثل کلسیم) و آزمایش‌های تبادل عناصر بین گارنت و فازهای کانیایی هم‌زیست کاربرد گسترده‌ای دارد [۱۷]. تغییر در شرایط فیزیکی-شیمیایی (به ویژه در دما و فشار) با تغییر در ترکیب گارنت به بیشترین مقدار می‌رسد. بیان شده است که گارنت‌های انواع مختلف کانسارهای اسکارن ترکیب عناصر اصلی مختلف را شامل می‌شوند و مجموعه‌ای از نمودارهای تفکیک برای آن‌ها منتشر شده است [۱۸]. این نمودارهای تفکیک در انواع مختلف کانسارهای اسکارن همپوشی دارند که استفاده آن برای رده‌بندی کانسارهای اسکارن و اکتشاف کانی را محدود می‌کند.

**جدول ۲** نتایج تجزیه شیمی سنگ کل اسکارن‌های منطقه.

| نمونه | H210 | H246 | H275 | H283 | H229 |
|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۳۹/۶۶ | ۳۶/۳۴ | ۳۹/۸۹ | ۳۶/۱۵ | ۴۰/۲۵ |
| $Al_2O_3$ | ۹/۵۵ | ۹/۱۱ | ۱۰/۴۶ | ۱۰/۷۶ | ۹/۴۶ |
| FeO | ۰/۷۹ | ۱/۱۲ | ۰/۴۲ | ۰/۶۳ | ۰/۹۱ |
| CaO | ۴۱/۷۴ | ۴۵/۵۵ | ۴۱/۱۴ | ۴۲/۶۱ | ۴۰/۰۵ |
| MgO | ۷/۹۱ | ۷/۴۴ | ۷/۴۳ | ۹/۰۲ | ۸/۷۸ |
| $Na_2O$ | ۰/۱۱ | ۰/۲۵ | ۰/۳۲ | ۰/۵۴ | ۰/۳۹ |
| $K_2O$ | ۰/۲۱ | ۰/۱۶ | ۰/۳۰ | ۰/۲۷ | ۰/۱۳ |


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.15 ]




**شکل ۴** نمودارهای مراجع الف) [۱۲] و ب) [۱۳] برای تشخیص سنگ مادر اسکارن حراران.

نتایج تجزیه کانی‌های گارنت اسکارن حراران در جدول ۳ آورده شده و بر نمودار مثلثی گروسولر -آندرادیت- اسپسارتین [۱۹] جایابی شده اند. بر این اساس، گارنت‌ها بیش از ۷۰ درصد گروسولار (گارنت غنی از کلسیم) و کمتر از ۳۰ درصد آلماندن (گارنت غنی از آهن) دارند. مقدار آندرادیت در همه نمونه‌ها قابل چشم‌پوشی است (شکل ۵ الف). اعضای نهایی گارنت‌ها به روش مرجع [۲۰] بر پایه ۱۲ اتم اکسیژن محاسبه شده‌اند. بر اساس مرجع [۲۱]، این گارنت‌ها غنی از کلسیم و آهن و فقیر از منیزیم و منگنز هستند (شکل ۵ ب).

پس از گارنت، کلینوپیروکسن یک فاز متداول در اسکارن است که اغلب به صورت یک سازنده اصلی تشکیل می‌شود و از ویژگی‌های ترکیبی و شیمیایی آن می‌توان به شرایط ترمودینامیکی و زایشی اسکارن پی برد.

نتایج تجزیه شیمیایی کلینوپیروکسن‌های اسکارن‌های بررسی شده در جدول ۴ آورده شده است. بر اساس نمودارهای مرجع [۲۲]، ترکیب کلینوپیروکسن‌ها مربوط به گروه کلسیم- آهن و منیزیم دار بوده و از نوع ولاستونیت- انستاتیت هستند که مقدار ولاستونیت بیش از ۵۰ درصد است. هم‌چنین کمتر از ۱۰ درصد فروسیلیت نیز در ترکیب این کلینوپیروکسن‌ها وجود دارد (شکل ۶). اعضای نهایی کلینو پیروکسن‌ها بر پایه ۶ اتم اکسیژن و به روش مرجع [۲۲] محاسبه شده اند. جایابی داده‌ها بر نمودار Ti نسبت به $Al^{IV}$ [۲۳] نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها در گستره $Al^{IV}=3Ti$ و $Al^{IV}=5Ti$ قرار دارند (شکل ۷ الف). در نمودار سیلیس نسبت به آلومینیوم [۲۴] نمونه‌ها در بالای خط اشباع قرار می‌گیرند (شکل ۷ ب) که این نشان می‌دهد که جایگاه‌های چاروجهی کانی افزون بر Si با Al نیز اشغال شده است [۲۵]. بر اساس نمودار $Al^{IV}$ نسبت به $Al^{VI}$ [۲۵]، پیروکسن‌های تجزیه شده اسکارن حراران بیشتر غنی از منیزیم هستند و در فشار کم تا مبا تشکیل شده‌اند (شکل ۷ پ) که شبیه به پیروکسن‌های سنگ‌های اسکارنی هستند. گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسن می‌تواند با استفاده از نمودار $Na+Al^{VI}$ نسبت به $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ [۲۵] مشخص شود. بر این اساس، نمونه‌های در بالای خط $Fe^{+3}=0$ دارای گریزندگی اکسیژن بالا و نمونه‌های زیر این خط دارای اکسیژن کم هستند [۲۵، ۲۶]. چنان که دیده می‌شود، نمونه های منطقه مورد بررسی در بالای این خط قرار می‌گیرند و بنابراین دارای گریزندگی اکسیژن بالا هستند (شکل ۷ ت). در واقع، فاصله کمتر و بیشتر از خط $Fe^{+3}=0$ به ترتیب نشان‌دهنده تغییر کمتر و بیشتر گریزندگی اکسیژن در آن گستره است [۲۵].


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.15 ]

**جدول ۳** نتایج تجزیه ریزپردازشی گارنت‌های اسکارن حراران و محاسبه اعضای پایانی به روش مرجع [۲۷].

| نمونه | M10-1 | M10-2 | M10-3 | M10-4 | M10-5 | M10-6 | M10-7 | M10-8 | M10-9 | M10-10 | M10-11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۳۸٫۱۲ | ۳۷٫۶۳ | ۳۷٫۳۹ | ۳۸٫۵۵ | ۳۷٫۷۳ | ۳۳٫۷۳ | ۳۸٫۰۶ | ۳۸٫۰۲ | ۳۸٫۰۶ | ۳۸٫۲۰ | ۳۷٫۴۸ |
| $Al_2O_3$ | ۱۱٫۶ | ۱۱٫۴۵ | ۱۰٫۴۲ | ۱۰٫۰۲ | ۱۱٫۰۴ | ۱۶٫۰۵ | ۱۰٫۷۶ | ۱۱٫۲۳ | ۱۰٫۷۶ | ۹٫۹۸ | ۱۰٫۶۸ |
| FeO | ۱۳٫۷۶ | ۱۳٫۵۸ | ۱۵٫۳۲ | ۱۴٫۳۶ | ۱۵٫۳۹ | ۹٫۹۱ | ۱۴٫۲۷ | ۱۳٫۶۳ | ۱۴٫۲۷ | ۱۴٫۷۱ | ۱۵٫۱۴ |
| MgO | ۰٫۰۳۱ | ۰٫۰۳۲ | ۰٫۰۳۳ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۱ |
| CaO | ۳۶٫۶۳ | ۳۶٫۱۶ | ۳۵٫۶۴ | ۳۵٫۹۷ | ۳۴٫۶۴ | ۳۵٫۶۹ | ۳۵٫۷۵ | ۳۶٫۰۲ | ۳۵٫۷۹ | ۳۶٫۰۳ | ۳۵٫۶۱ |
| Si | ۲٫۹۴۲ | ۲٫۹۴۳ | ۲٫۹۴۰ | ۳٫۰۲۷ | ۲٫۹۶۶ | ۲٫۸۸۱ | ۲٫۹۸۴ | ۲٫۹۷۶ | ۲٫۹۸۳ | ۳٫۰۰۱ | ۲٫۹۴۳ |
| Al | ۱٫۳۵۲ | ۰٫۹۷۶ | ۱٫۳۶۶ | ۰٫۸۱۳ | ۱٫۰۱۳ | ۰٫۸۳۲ | ۰٫۸۲۹ | ۱٫۴۰۱ | ۱٫۲۷۶ | ۱٫۳۹۳ | ۱٫۳۸۹ |
| $Fe^{+3}$ | ۰٫۹۸۹ | ۱٫۰۱۷ | ۱٫۱۱۵ | ۰٫۹۸۳ | ۱٫۰۰۶ | ۱٫۰۶۷ | ۰٫۹۹۷ | ۰٫۹۹۷ | ۰٫۹۲۰ | ۰٫۰۴۲ | ۱٫۰۸۹ |
| $Fe^{+2}$ | ۰٫۱۲۳ | ۰٫۰۹۲ | ۰٫۱۰۲ | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۴۰۱ | ۰٫۰۵۶ | ۰٫۰۵۶ | ۰٫۰۸۲ | ۰٫۰۷۱ | ۰٫۰۹۰ |
| Mg | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۰۴ | ۰٫۰۳۹ | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۳۸ | ۰٫۰۳۹ | ۰٫۰۳۷ | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۳۷ | ۰٫۰۳۹ | ۰٫۰۳۶ |
| Ca | ۳٫۰۲ | ۳٫۰۳ | ۳ | ۳٫۰۲۶ | ۲٫۹۱۷ | ۲٫۹۵۱ | ۳٫۰۰۳ | ۳٫۰۲۱ | ۳٫۰۰۵ | ۳٫۰۳۳ | ۲٫۹۹۶ |
| Alm | ۲۲٫۳۶۱ | ۲۲٫۳۶۳ | ۲۴٫۸۴۹ | ۲۳٫۴۹۹ | ۲۵٫۴۳۲ | ۱۷٫۶۱۸ | ۲۳٫۴۳۱ | ۲۲٫۵۵۲ | ۲۳٫۴۱۱ | ۲۳٫۸۵۱ | ۲۴٫۵۷۶ |
| Gross | ۷۶٫۱۷۵ | ۷۳٫۹۹۶ | ۷۵٫۴۱۱ | ۷۳٫۳۳۷ | ۸۱٫۰۶۶ | ۷۵٫۲۰۴ | ۷۶٫۳۵۴ | ۷۵٫۲۲۵ | ۷۴٫۸۴۳ | ۷۴٫۰۵۵ | ۷۶٫۱۴۵ |
| نماد | | | | | | | | | | | |

| نمونه | M10-12 | M10-13 | M10-14 | M10-15 | M10-16 | M10-17 | M10-18 | M10-19 | M10-20 | M10-21 | M10-22 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۳۷٫۵۸ | ۳۶٫۱۲ | ۳۷٫۵۸ | ۳۷٫۸۸ | ۳۵٫۵۳ | ۳۴٫۲۶ | ۳۸٫۰۳ | ۳۶٫۸۳ | ۳۷٫۲۷ | ۳۸٫۱۶ | ۳۶٫۹۷ |
| $Al_2O_3$ | ۱۰٫۷۵ | ۱۷٫۳۴ | ۱۶٫۱۷ | ۱۰٫۷۳ | ۱۰٫۷۱ | ۱۶٫۳۳ | ۱۶٫۲۳ | ۱۶٫۴۱ | ۱۰٫۷۶ | ۱۰٫۳۸ | ۱۱٫۳۲ |
| FeO | ۱۴٫۰۵ | ۹٫۹۸ | ۹٫۷۱ | ۱۴٫۱۸ | ۱۴٫۲۸ | ۱۵٫۷۱ | ۱۰٫۹۳ | ۱۵٫۳۰ | ۱۱٫۹۱ | ۱۵٫۳۵ | ۱۰٫۲۶ |
| MgO | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۱ |
| CaO | ۳۶٫۰۶ | ۳۵٫۷۳ | ۳۴٫۵۴ | ۳۶٫۱۷ | ۳۴٫۶۰ | ۳۵٫۰۶ | ۳۶٫۳۴ | ۳۵٫۲۲ | ۳۴٫۳۶ | ۳۵٫۲۲ | ۳۴٫۸۷ |
| Si | ۲٫۹۵۷ | ۲٫۷۸۰ | ۲٫۸۹۸ | ۲٫۹۸۱ | ۲٫۸۷۸ | ۲٫۹۶۳ | ۳٫۰۱۵ | ۲٫۹۳۳ | ۲٫۸۷۷ | ۲٫۹۳۷ | ۲٫۸۵۴ |
| Al | ۰٫۵۸ | ۰٫۹۹ | ۰٫۹۰ | ۰٫۹۲۷ | ۰٫۹۸۷ | ۱٫۳۴۰ | ۰٫۹۷۸ | ۱٫۰۱۱ | ۰٫۹۷۶ | ۰٫۹۲۳ | ۰٫۹۳۰ |
| $Fe^{+3}$ | ۱٫۰۵۰ | ۰٫۸۴۸ | ۰٫۷۱۴ | ۱٫۰۳۴ | ۱٫۱۵۰ | ۰٫۹۰۵ | ۰٫۸۵۸ | ۰٫۷۵۲ | ۰٫۶۷۹ | ۰٫۷۶۵ | ۰٫۷۷۱ |
| $Fe^{+2}$ | ۰٫۱۲۰ | ۰٫۲۰۴ | ۰٫۰۸۶ | ۰٫۰۹۹ | ۰٫۰۹۱ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۳۰ | ۰٫۱۲۷ | ۰٫۱۶۱ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۵۶ |
| Mg | ۰٫۰۳۷ | ۰٫۰۳۹ | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۳۸ | ۰٫۰۳۷ | ۰٫۰۳۷ | ۰٫۰۳۸ | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۳۸ | ۰٫۰۳۴ | ۰٫۰۳۷ |
| Ca | ۳٫۰۴۰ | ۲٫۹۴۶ | ۲٫۹۴۵ | ۳٫۰۴۴ | ۳٫۰۴۳ | ۲٫۹۸۶ | ۳٫۰۱۲ | ۳٫۰۲۱ | ۲٫۸۸۶ | ۳٫۰۳۰ | ۲٫۹۴۳ |
| Alm | ۲۳٫۰۰۸ | ۱۷٫۶۹۴ | ۱۷٫۳۲۳ | ۲۳٫۳۶۰ | ۲۵٫۶۲۸ | ۲۲٫۹۵۶ | ۲۶٫۰۶۲ | ۲۶٫۱۱۵ | ۱۹٫۸۲۲ | ۲۱٫۹۴۲ | ۱۹٫۱۴۹ |
| EnGross | ۷۵٫۶۵۴ | ۸۱٫۱۵۷ | ۸۱٫۴۸۳ | ۷۶٫۱۹۲ | ۷۳٫۲۰۸ | ۷۵٫۴۴۲ | ۷۲٫۴۵۲ | ۷۲٫۵۷۷ | ۸۰٫۱۷۸ | ۷۶٫۹۱۴ | ۷۹٫۶۷۶ |
| نماد | | | | | | | | | | | |

| نمونه | H24-1 | H24-2 | H24-3 | H24-4 | H24-5 | H24-6 | H24-7 | H24-8 | H24-9 | H24-10 | H24-11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۳۶٫۸۲ | ۳۶٫۹۰ | ۳۶٫۶۸ | ۳۷٫۴۶ | ۳۷٫۳۷ | ۳۷٫۶۹ | ۳۶٫۴۶ | ۳۷٫۲۶ | ۳۶٫۸۰ | ۳۷٫۴۷ | ۳۶٫۸۷ |
| $Al_2O_3$ | ۱۱٫۹۵ | ۱۱٫۰۷ | ۱۷٫۱۵ | ۱۶٫۸۶ | ۱۰٫۵۱ | ۱۰٫۱۲ | ۰٫۳۳ | ۱۶٫۱۲ | ۱۵٫۸۴ | ۱۶٫۱۹ | ۱۱٫۴۱ |
| FeO | ۹٫۴۱ | ۱۵٫۵۸ | ۱۶٫۳۱ | ۱۰٫۵۵ | ۱۰٫۲۶ | ۱۵٫۱۹ | ۰٫۳۲ | ۱۰ | ۹٫۶۵ | ۹٫۹۵ | ۱۰٫۸۷ |
| MgO | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۷ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۴ | ۰٫۲۹ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۰ |
| CaO | ۳۵٫۲۲ | ۳۵٫۵۴ | ۳۵٫۱۳ | ۳۵٫۲۵ | ۳۵٫۲۲ | ۳۵٫۵۱ | ۳۵٫۳۱ | ۳۵٫۲۸ | ۳۵٫۴۲ | ۳۵٫۸۶ | ۳۴٫۹۱ |
| Si | ۲٫۹۱۲ | ۲٫۹۶۴ | ۲٫۹۸۹ | ۲٫۹۰۲ | ۲٫۹۰۱ | ۲٫۹۱۵ | ۲٫۹۱۸ | ۲٫۸۷۹ | ۲٫۹۶۲ | ۲٫۹۹۲ | ۲٫۹۲۱ |
| Al | ۰٫۹۷۰ | ۰٫۹۶۶ | ۰٫۹۹۱ | ۱٫۳۴۵ | ۰٫۹۷۵ | ۱٫۴۲۵ | ۱٫۴۵۵ | ۰٫۹۴۶ | ۰٫۹۳۴ | ۰٫۹۸۰ | ۱٫۴۰۳ |
| $Fe^{+3}$ | ۰٫۷۸۲ | ۱٫۳۳۶ | ۱٫۴۱۶ | ۰٫۹۹۱ | ۱٫۳۴۶ | ۱٫۳۳۹ | ۱٫۳۹۱ | ۰٫۷۴۱ | ۱٫۱۳۴ | ۰٫۷۱۲ | ۰٫۸۱۸ |
| $Fe^{+2}$ | ۰٫۰۶۰ | ۰٫۰۹۸ | ۰٫۰۹۷ | ۰٫۰۳۷ | ۰٫۵۰۹ | ۰٫۰۹۰ | ۰٫۰۵۹ | ۰٫۰۹۲ | ۰٫۰۳۵ | ۰٫۰۷۷ | ۰٫۰۷۶ |
| Mg | ۰٫۰۳۷ | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۳۸ | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۳۶ | | | | | | |
| Ca | ۲٫۸۵۵ | ۲٫۸۹۷ | ۲٫۹۸۶ | ۳٫۰۷۶ | ۲٫۹۹۴ | ۲٫۸۷۷ | ۳٫۰۰۴ | ۲٫۹۰۷ | ۲٫۹۳۳ | ۳٫۰۲۰ | ۲٫۹۸۵ |
| Alm | ۲۰٫۰۸۳ | ۱۹٫۷۸۰ | ۲۵٫۹۱۲ | ۲۳٫۴۷۳ | ۲۵٫۳۲۲ | ۲۱٫۲۹۴ | ۲۵٫۳۸۴ | ۱۸٫۶۷۷ | ۱۷٫۲۵۶ | ۲۵٫۴۹۶ | ۲۶٫۶۰۰ |
| Gross | ۷۹٫۹۱۷ | ۸۰٫۲۲۰ | ۷۴٫۰۸۸ | ۷۶٫۵۲۷ | ۷۴٫۶۷۸ | ۷۸٫۷۰۶ | ۷۴٫۶۱۶ | ۸۱٫۳۲۳ | ۸۲٫۷۴۴ | ۷۴٫۵۰۶ | ۷۳٫۴۰۰ |
| نماد | | | | | | | | | | | |

| نمونه | H24-12 | H24-13 | H24-14 | H24-15 | H24-16 | H24-18 | H24-19 | H24-20 | H24-21 | H24-22 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۳۸٫۰۳ | ۳۷٫۷۷ | ۳۶٫۴۶ | ۳۶٫۱۰ | ۳۷٫۰۸ | ۳۷٫۵۶ | ۳۶٫۹۰ | ۳۶٫۷۸ | ۳۶٫۳۹ | ۳۷٫۱۰ |
| $Al_2O_3$ | ۱۵٫۸۶ | ۱۰٫۷۱ | ۱۶٫۳۳ | ۱۶٫۲۳ | ۱۶٫۳۶ | ۱۶٫۵۴ | ۱۶٫۴۴ | ۱۶٫۷۸ | ۱۷٫۲۶ | ۱۶٫۴۲ |
| FeO | ۹٫۶۵ | ۱۴٫۵۸ | ۱۱٫۲۶ | ۱۰٫۵۵ | ۱۰٫۵۳ | ۹٫۹۵ | ۱۰٫۸۷ | ۱۰٫۰۴ | ۱۰٫۴۴ | ۱۰٫۹۴ |
| MgO | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۱ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۱ |
| CaO | ۳۵٫۴۲ | ۳۵٫۸۶ | ۳۴٫۹۱ | ۳۵٫۲۵ | ۳۵٫۰۱ | ۳۵٫۰۲ | ۳۴٫۷۲ | ۳۵٫۳۲ | ۳۴٫۷۹ | ۳۴٫۵۴ |
| Si | ۲٫۹۶۲ | ۲٫۹۹۲ | ۲٫۸۴۵ | ۲٫۸۳۷ | ۲٫۸۸۹ | ۲٫۹۲۱ | ۲٫۸۷۹ | ۲٫۸۶۳ | ۲٫۸۳۴ | ۲٫۸۹۳ |
| Al | ۱٫۴۱۶ | ۰٫۹۹۱ | ۱٫۳۴۶ | ۱٫۳۳۹ | ۱٫۳۹۱ | ۱٫۴۳۵ | ۱٫۳۸۹ | ۱٫۴۰۱ | ۱٫۴۱۷ | ۱٫۴۰۱ |
| $Fe^{+3}$ | ۰٫۷۴۰ | ۰٫۹۹۷ | ۰٫۸۷۱ | ۰٫۷۱۸ | ۰٫۷۶۷ | ۱٫۰۹۹ | ۱٫۰۳۷ | ۱٫۱۰۷ | ۰٫۸۴۹ | ۰٫۴۲۱ |
| $Fe^{+2}$ | ۰٫۱۳۲ | ۰٫۰۶۴ | ۰٫۱۰۹ | ۰٫۰۲۷ | ۰٫۰۸۹ | ۰٫۱۱۱ | ۰٫۱۶۸ | ۰٫۰۶۹ | ۰٫۰۳۵ | ۰٫۰۵۹ |
| Mg | ۰٫۰۳۸ | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۳۹ | ۰٫۰۴۳ | ۰٫۰۳۹ | ۰٫۰۳۴ | ۰٫۰۳۶ | ۰٫۰۳۷ | ۰٫۰۳۵ | ۰٫۰۳۸ |
| Ca | ۲٫۹۳۶ | ۲٫۹۳۸ | ۳٫۰۱۴ | ۲٫۹۴۶ | ۲٫۹۵۲ | ۲٫۹۵۵ | ۳٫۰۴۳ | ۲٫۹۱۹ | ۲٫۹۶۸ | ۲٫۹۲۳ |
| Alm | ۱۸٫۹۳۷ | ۱۸٫۵۲۶ | ۲۵٫۰۳۱ | ۱۸٫۱۰۴ | ۱۹٫۴۳۰ | ۱۷٫۵۳۶ | ۲۴٫۰۹۰ | ۲۰٫۱۱۳ | ۱۸٫۹۳۷ | ۱۹٫۰۱۳ |
| EnGross | ۸۱٫۴۷۴ | ۷۴٫۹۶۹ | ۸۱٫۸۹۶ | ۸۰٫۵۷۰ | ۸۲٫۴۶۴ | ۷۵٫۹۱۰ | ۷۹٫۸۸۷ | ۸۱٫۰۶۳ | ۸۰٫۹۸۷ | ۸۱٫۸۴۸ |
| نماد | | | | | | | | | | |



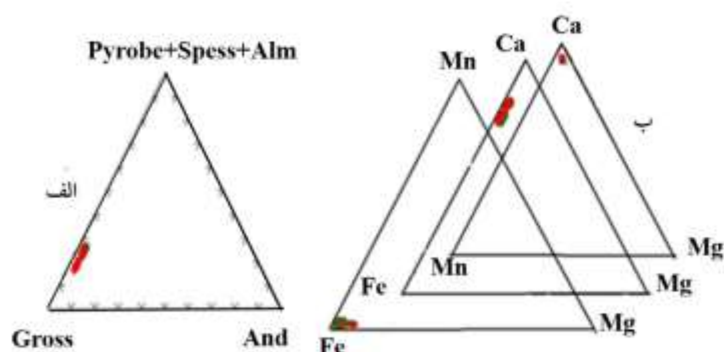
[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.15 ]

**جدول ۴** نتایج تجزیه ریزپردازشی پیروکسن‌های اسکارن حراران و اعضای پایانی به روش مرجع [۲۲].

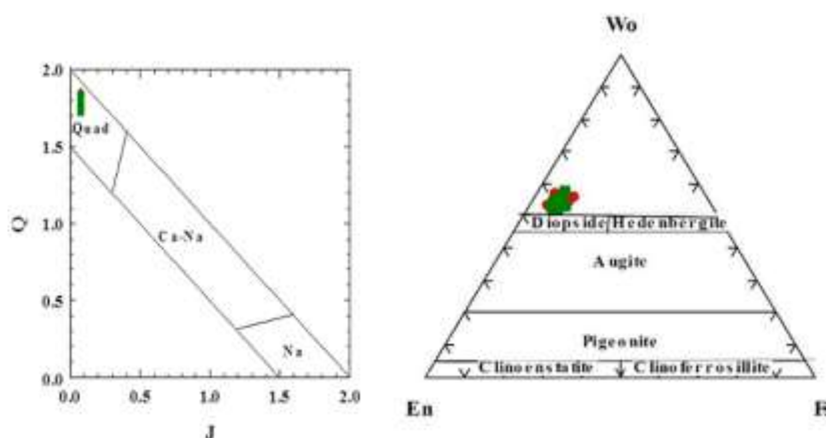
| نمونه | M10-1 | M10-2 | M10-3 | M10-4 | M10-5 | M10-6 | M10-7 | M10-8 | M10-9 | M10-10 | M10-11 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| $SiO_2$ | ۴۸٫۶۱ | ۴۸٫۶۵ | ۴۶٫۰۷ | ۴۸٫۸۲ | ۴۸٫۵۸ | ۴۸٫۹۰ | ۵۰٫۴۰ | ۴۴٫۴۹ | ۴۹٫۰۹ | ۴۸٫۹۶ | ۴۱٫۴۵ |
| $TiO_2$ | ۰٫۴۶ | ۰٫۳۴ | ۰٫۹۷ | ۰٫۷۹ | ۰٫۴۲ | ۰٫۲۹ | ۰٫۳۲ | ۰٫۷۳ | ۰٫۹۵ | ۰٫۷۴ | ۰٫۴۸ |
| $Al_2O_3$ | ۵٫۵۱ | ۶٫۹۸ | ۷٫۲۰ | ۴٫۶۴ | ۶٫۴۰ | ۸٫۰۳ | ۳٫۹۵ | ۵٫۲۴ | ۶٫۱۹ | ۴٫۹۳ | ۹٫۲۶ |
| FeO | ۶٫۷۷ | ۳٫۵۱ | ۴٫۵۲ | ۵٫۶۲ | ۶٫۳۱ | ۳٫۸۲ | ۳٫۹۷ | ۴٫۵۴ | ۵٫۵۹ | ۶٫۲۳ | ۶٫۴۳ |
| MgO | ۱۱٫۸۷ | ۱۳٫۲۹ | ۱۵٫۲۰ | ۱۲٫۵۸ | ۱۲٫۳۹ | ۱۳٫۳۴ | ۱۴٫۵۶ | ۱۳٫۰۵ | ۱۲٫۹۶ | ۱۳٫۱۸ | ۱۱٫۷۳ |
| CaO | ۲۶٫۷۶ | ۲۷٫۳۲ | ۲۶٫۵۲ | ۲۷٫۵۶ | ۲۵٫۸۱ | ۲۵٫۴۷ | ۲۶٫۵۳ | ۲۷٫۲۷ | ۲۵٫۵۸ | ۲۶٫۱۹ | ۲۶٫۲۰ |
| $Na_2O$ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۳ | ۰٫۹۰ | ۰٫۴۳ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۸ | ۰٫۳۰ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۱ | ۰٫۸۳ | ۰٫۹۰ |
| Si | ۱٫۸۱۵ | ۱٫۷۸۵ | ۱٫۶۸۴ | ۱٫۸۲۱ | ۱٫۸۰۷ | ۱٫۷۹۹ | ۱٫۸۵۸ | ۱٫۸۳۰ | ۱٫۸۲۲ | ۱٫۸۱۹ | ۱٫۶۹۴ |
| Ti | ۰٫۰۱۳ | ۰٫۰۰۹ | ۰٫۰۲۷ | ۰٫۰۲۲ | ۰٫۰۱۲ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۲۷ | ۰٫۰۲۰ | ۰٫۰۲۶ | ۰٫۰۲۱ |
| $Al^{IV}$ | ۰٫۱۷۸ | ۰٫۲۰۸ | ۰٫۳۰۰ | ۰٫۱۶۸ | ۰٫۱۸۶ | ۰٫۱۹۷ | ۰٫۱۱۹ | ۰٫۱۵۹ | ۰٫۱۶۴ | ۰٫۱۷۰ | ۰٫۲۹۹ |
| $Al^{VI}$ | ۰٫۰۶۴ | ۰٫۰۹۴ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۳۵ | ۰٫۰۹۳ | ۰٫۱۵۱ | ۰٫۰۵۴ | ۰٫۰۶۸ | ۰٫۱۰۵ | ۰٫۰۴۴ | ۰٫۱۰۷ |
| $Fe^{+3}$ | ۰٫۱۱۴ | ۰٫۱۰۸ | ۰٫۱۳۷ | ۰٫۱۳۲ | ۰٫۰۹۳ | ۰٫۰۴۶ | ۰٫۰۶۵ | ۰٫۰۹۱ | ۰٫۰۵۹ | ۰٫۱۲۶ | ۰٫۱۹۲ |
| $Fe^{+2}$ | ۰٫۰۹۶ | ۰٫۰۰۱ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۴۲ | ۰٫۱۰۳ | ۰٫۰۷۱ | ۰٫۰۵۹ | ۰٫۰۴۸ | ۰٫۱۱۳ | ۰٫۰۶۷ | ۰٫۰۰۸ |
| Mg | ۰٫۶۶۱ | ۰٫۷۲۹ | ۰٫۸۲۸ | ۰٫۶۹۹ | ۰٫۶۷۸ | ۰٫۷۳۲ | ۰٫۸۰۰ | ۰٫۷۲۰ | ۰٫۷۱۷ | ۰٫۷۳۰ | ۰٫۶۵۲ |
| Ca | ۱٫۰۷۱ | ۱٫۰۷۶ | ۱٫۰۳۹ | ۱٫۱۰۱ | ۱٫۰۲۹ | ۱٫۰۰۴ | ۱٫۰۴۸ | ۱٫۰۸۱ | ۱٫۰۱۷ | ۱٫۰۴۲ | ۱٫۰۴۷ |
| Na | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۰۲۳ | ۰٫۰۵۱ | ۰٫۰۳۱ | ۰٫۰۲۸ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۰۲۲ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۲۲ | ۰٫۰۲۵ | ۰٫۰۲۶ |
| Wol | ۵۵٫۱۰۷ | ۵۶٫۲۷۰ | ۵۱٫۸۰۰ | ۵۵٫۷۳۳ | ۵۳٫۷۹۹ | ۵۴٫۱۷۷ | ۵۳٫۱۸۰ | ۵۵٫۶۸۶ | ۵۳٫۳۱۹ | ۵۳٫۰۲۵ | ۵۵٫۱۱۲ |
| En | ۳۴٫۰۱۱ | ۳۸٫۰۸۷ | ۴۱٫۳۰۹ | ۳۵٫۳۹۶ | ۳۵٫۹۳۴ | ۳۹٫۴۸۱ | ۴۰٫۶۰۹ | ۳۷٫۰۷۸ | ۳۷٫۵۸۷ | ۳۷٫۱۲۹ | ۳۴٫۳۳۱ |
| Fs | ۱۰٫۸۸۲ | ۶٫۶۵۷ | ۶٫۸۹۱ | ۸٫۷۹۸ | ۶٫۹۴۱ | ۶٫۳۴۲ | ۶٫۲۱۲ | ۷٫۲۳۶ | ۹٫۰۹۵ | ۹٫۸۴۵ | ۱٫۵۵۷ |
| نماد | | | | | | | | | | | |
| نمونه | M10-12 | M10-13 | M10-14 | M10-15 | M10-16 | M10-17 | M10-18 | H24-1 | H24-2 | H24-3 | H24-4 |
| $SiO_2$ | ۴۸٫۲۹ | ۵۰٫۸۵ | ۵۰٫۴۸ | ۴۷٫۴۴ | ۴۶٫۹۴ | ۴۷٫۸۴ | ۵۰٫۶۷ | ۵۴٫۸۰ | ۴۷٫۸۲ | ۵۰٫۳۱ | ۴۷٫۷۸ |
| $TiO_2$ | ۰٫۳۳ | ۰٫۲۵ | ۰٫۷۲ | ۰٫۴۵ | ۰٫۸۰ | ۰٫۴۹ | ۰٫۶۰ | ۰٫۲۴ | ۰٫۴۷ | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۱ |
| $Al_2O_3$ | ۶٫۸۵ | ۳٫۰۷ | ۴٫۴۶ | ۷٫۴۲ | ۷٫۸۹ | ۶٫۸۴ | ۴٫۷۳ | ۶٫۴۳ | ۵٫۴۹ | ۵٫۴۹ | ۵٫۱۹ |
| FeO | ۴٫۷۰ | ۵٫۴۱ | ۵٫۴۱ | ۵٫۹۵ | ۵٫۵۰ | ۳٫۴۰ | ۴٫۶۴ | ۹٫۲۶ | ۶٫۴۱ | ۴٫۵۳ | ۵٫۳۷ |
| MgO | ۱۲٫۷۷ | ۱۴٫۷۷ | ۱۳ | ۱۳ | ۱۲٫۵۱ | ۱۳٫۱۳ | ۱۴٫۷۵ | ۱۱٫۷۳ | ۱۳٫۹۰ | ۱۳٫۰۵ | ۱۵٫۰۱ |
| CaO | ۲۶٫۲۷ | ۲۶٫۲۸ | ۲۶٫۱۴ | ۲۶٫۱۴ | ۲۶٫۱۳ | ۲۶٫۲۵ | ۲۶٫۰۱ | ۲۶٫۲۰ | ۲۵٫۹۲ | ۲۵٫۹۲ | ۲۶٫۱۷ |
| $Na_2O$ | ۰٫۱۵ | ۰٫۱۳ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۳ | ۰٫۰۳۲ | ۰٫۳۵ | ۰٫۰۰۸ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ | ۰٫۰۰ |
| Si | ۱٫۸۰۶ | ۱٫۸۷۰ | ۱٫۸۷۶ | ۱٫۷۵۶ | ۱٫۷۴۱ | ۱٫۷۷۲ | ۱٫۸۶۰ | ۱٫۷۰۲ | ۱٫۷۶۴ | ۱٫۸۷۳ | ۱٫۷۵۶ |
| Ti | ۰٫۰۱۳ | ۰٫۰۰۹ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۲۰ | ۰٫۰۱۳ | ۰٫۰۲۲ | ۰٫۰۱۳ | ۰٫۰۱۷ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۱۲ |
| $Al^{IV}$ | ۰٫۱۸۹ | ۰٫۱۲۳ | ۰٫۱۱۴ | ۰٫۲۳۸ | ۰٫۲۴۲ | ۰٫۲۰۶ | ۰٫۱۳۱ | ۰٫۲۹۴ | ۰٫۲۲۹ | ۰٫۱۲۵ | ۰٫۲۴۳ |
| $Al^{VI}$ | ۰٫۱۱۳ | ۰٫۰۱۰ | ۰٫۰۸۱ | ۰٫۰۸۵ | ۰٫۱۰۲ | ۰٫۰۹۴ | ۰٫۰۷۳ | ۰٫۱۱۱ | ۰٫۰۴۸ | ۰٫۰۷۴ | ۰٫۱۰ |
| $Fe^{+3}$ | ۰٫۰۷۶ | ۰٫۱۱۳ | ۰٫۰۳۳ | ۰٫۱۵۲ | ۰٫۱۴۰ | ۰٫۱۱۲ | ۰٫۰۵۸ | ۰٫۱۸۴ | ۰٫۱۶۹ | ۰٫۰۵۱ | ۰٫۱۵۹ |
| $Fe^{+2}$ | ۰٫۰۵۱ | ۰٫۰۳۲ | ۰٫۱۳۴ | ۰٫۰۱۴ | ۰٫۰۳۳ | ۰٫۰۵۹ | ۰٫۰۴۶ | ۰٫۰۱۶ | ۰٫۰۲۰ | ۰٫۱۲۰ | ۰٫۰۱۶ |
| Mg | ۰٫۷۱۲ | ۰٫۸۱۰ | ۰٫۷۲۰ | ۰٫۷۱۷ | ۰٫۶۹۲ | ۰٫۷۱۸ | ۰٫۸۰۷ | ۰٫۶۵۰ | ۰٫۷۶۴ | ۰٫۷۲۴ | ۰٫۸۲۲ |
| Ca | ۱٫۰۵۳ | ۱٫۰۳۶ | ۱٫۰۴۱ | ۱٫۰۳۶ | ۱٫۰۳۸ | ۱٫۰۴۲ | ۱٫۰۲۳ | ۱۰٫۰۴۳ | ۱۰٫۰۲۴ | ۱۰٫۰۳۴ | ۱۰٫۰۳۰ |
| Na | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۰۹ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۰۲ | ۰٫۰۲۳ | ۰٫۰۱۸ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۰۰ |
| Wol | ۵۵٫۶۴۸ | ۵۱٫۹۹۱ | ۵۳٫۹۵۲ | ۵۳٫۹۵۲ | ۵۴٫۲۳۳ | ۵۳٫۹۷۸ | ۵۲٫۸۸۰ | ۵۵٫۱۱۲ | ۵۲٫۳۱۶ | ۵۳٫۵۹۵ | ۵۱٫۲۲۱ |
| En | ۳۷٫۶۳۹ | ۴۰٫۶۵۷ | ۳۷٫۳۳۳ | ۳۷٫۳۳۳ | ۳۶٫۱۲۷ | ۳۷٫۱۹۴ | ۴۱٫۷۲۵ | ۳۴٫۳۳۱ | ۳۹٫۰۳۵ | ۳۷٫۵۴۵ | ۴۰٫۸۵۰ |
| Fs | ۶٫۷۱۳ | ۷٫۳۵۲ | ۸٫۷۱۶ | ۸٫۷۱۶ | ۹٫۶۳۹ | ۸٫۸۲۸ | ۵٫۳۹۵ | ۱٫۵۵۷ | ۸٫۶۴۹ | ۸٫۸۶۱ | ۷٫۹۲۹ |
| نماد | | | | | | | | | | | |
| نمونه | H24-5 | H24-6 | H24-7 | H24-8 | H24-9 | H24-10 | H24-11 | H24-12 | H24-13 | H24-14 | H24-15 |
| $SiO_2$ | ۴۵٫۸۰ | ۴۷٫۸۱ | ۵۰٫۳۱ | ۴۷٫۷۸ | ۴۶٫۴۷ | ۴۵٫۶۲ | ۴۸٫۰۸ | ۴۸٫۹۹ | ۴۸٫۴۰ | ۴۸٫۲۷ | ۴۶٫۱۷ |
| $TiO_2$ | ۰٫۲۴ | ۰٫۴۷ | ۰٫۱۹ | ۰٫۱۱ | ۰٫۴۳ | ۰٫۳۳ | ۰٫۴۵ | ۰٫۳۷ | ۰٫۳۹ | ۰٫۷۲ | ۰٫۴۹ |
| $Al_2O_3$ | ۹٫۲۶ | ۶٫۴۱ | ۴٫۵۳ | ۵٫۳۷ | ۸٫۸۰ | ۸٫۸۹ | ۶٫۳۵ | ۶٫۹۳ | ۶٫۵۰ | ۵٫۷۷ | ۸٫۴۰ |
| FeO | ۶٫۴۳ | ۵٫۴۹ | ۵٫۴۹ | ۵٫۱۹ | ۴٫۲۶ | ۴٫۲۶ | ۴٫۲۴ | ۴٫۶۰ | ۴٫۴۳ | ۶٫۵۴ | ۴٫۷۵ |
| MgO | ۱۱٫۷۳ | ۱۳٫۹۰ | ۱۳٫۰۵ | ۱۵٫۰۱ | ۱۴٫۳۴ | ۱۴٫۳۴ | ۱۴٫۰۷ | ۱۲٫۶۹ | ۱۴٫۱۴ | ۱۳٫۳۹ | ۱۴٫۳۹ |
| CaO | ۲۶٫۲۰ | ۲۵٫۹۲ | ۲۵٫۹۲ | ۲۶٫۱۷ | ۲۵٫۴۹ | ۲۵٫۴۹ | ۲۶٫۷۵ | ۲۶٫۱۸ | ۲۶٫۰۵ | ۲۶٫۵۵ | ۲۵٫۷۸ |
| $Na_2O$ | ۰٫۳۲ | ۰٫۳۳ | ۰٫۹۰ | ۰٫۴۳ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۸ | ۰٫۳۰ | ۰٫۳۳ | ۰٫۳۱ | ۰٫۸۳ | ۰٫۹۰ |
| Si | ۱٫۷۰۲ | ۱٫۷۶۴ | ۱٫۸۷۳ | ۱٫۷۵۶ | ۱٫۷۰۴ | ۱٫۶۸۶ | ۱٫۷۶۹ | ۱٫۸۱۵ | ۱٫۷۸۰ | ۱٫۷۷۲ | ۱٫۶۹۳ |
| Ti | ۰٫۰۱۷ | ۰٫۰۰۷ | ۰٫۰۰۳ | ۰٫۰۱۲ | ۰٫۰۰۹ | ۰٫۰۱۲ | ۰٫۰۱۰ | ۰٫۰۱۱ | ۰٫۰۲۰ | ۰٫۰۱۳ | ۰٫۰۱۷ |
| $Al^{IV}$ | ۰٫۲۹۴ | ۰٫۲۲۹ | ۰٫۱۲۵ | ۰٫۲۴۳ | ۰٫۲۸۹ | ۰٫۳۱۱ | ۰٫۲۲۵ | ۰٫۱۷۹ | ۰٫۲۱۴ | ۰٫۲۱۷ | ۰٫۳۰۰ |
| $Al^{VI}$ | ۰٫۱۱۱ | ۰٫۰۴۸ | ۰٫۰۷۴ | ۰٫۱۰ | ۰٫۰۹۰ | ۰٫۰۷۵ | ۰٫۰۵۰ | ۰٫۱۲۲ | ۰٫۰۶۷ | ۰٫۰۳۲ | ۰٫۰۶۲ |
| $Fe^{+3}$ | ۰٫۱۸۴ | ۰٫۱۶۹ | ۰٫۰۵۱ | ۰٫۱۵۹ | ۰٫۱۳۰ | ۰٫۱۳۱ | ۰٫۱۳۰ | ۰٫۰۸۵ | ۰٫۱۳۶ | ۰٫۱۸۵ | ۰٫۱۴۵ |
| $Fe^{+2}$ | ۰٫۰۱۶ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۱۲۰ | ۰٫۰۱۶ | ۰٫۰۲۰ | ۰٫۰۰۰ | ۰٫۰۱۷ | ۰٫۰۵۷ | ۰٫۰۳۰ | ۰٫۰۱۵ | ۰٫۰۵۳ |
| Mg | ۰٫۶۵۰ | ۰٫۷۶۴ | ۰٫۷۲۴ | ۰٫۸۲۲ | ۰٫۷۸۴ | ۰٫۷۹۰ | ۰٫۷۷۲ | ۰٫۷۰۱ | ۰٫۷۷۵ | ۰٫۷۳۳ | ۰٫۷۸۶ |
| Ca | ۱٫۰۴۳ | ۱٫۰۲۴ | ۱٫۰۳۴ | ۱٫۰۳۰ | ۱٫۰۰۱ | ۱٫۰۰۹ | ۱٫۰۵۴ | ۱٫۰۳۹ | ۱٫۰۲۷ | ۱٫۰۴۴ | ۱٫۰۱۳ |
| Na | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۰۲۳ | ۰٫۰۵۱ | ۰٫۰۳۱ | ۰٫۰۲۸ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۰۲۲ | ۰٫۰۲۴ | ۰٫۲۲ | ۰٫۰۲۵ | ۰٫۰۲۶ |
| Wol | ۵۵٫۱۱۲ | ۵۲٫۳۱۶ | ۵۳٫۵۹۵ | ۵۱٫۲۲۱ | ۵۲٫۲۶۸ | ۵۲٫۲۶۸ | ۵۳٫۸۹۲ | ۵۵٫۲۰۰ | ۵۲٫۹۶۶ | ۵۲٫۷۹۹ | ۵۲٫۰۷۱ |
| En | ۳۴٫۳۳۱ | ۳۹٫۰۳۵ | ۳۷٫۵۴۵ | ۴۰٫۸۵۰ | ۴۰٫۹۱۳ | ۴۰٫۹۱۳ | ۳۹٫۴۴۱ | ۳۷٫۲۲۹ | ۴۰٫۰۰۳ | ۳۷٫۰۵۰ | ۴۰٫۴۴۱ |
| Fs | ۱٫۵۵۷ | ۸٫۶۴۹ | ۸٫۸۶۱ | ۷٫۹۲۹ | ۶٫۸۱۸ | ۶٫۸۱۸ | ۶٫۶۶۸ | ۷٫۵۷۱ | ۷٫۰۳۱ | ۱٫۱۵۲ | ۷٫۴۸۹ |
| نماد | | | | | | | | | | | |



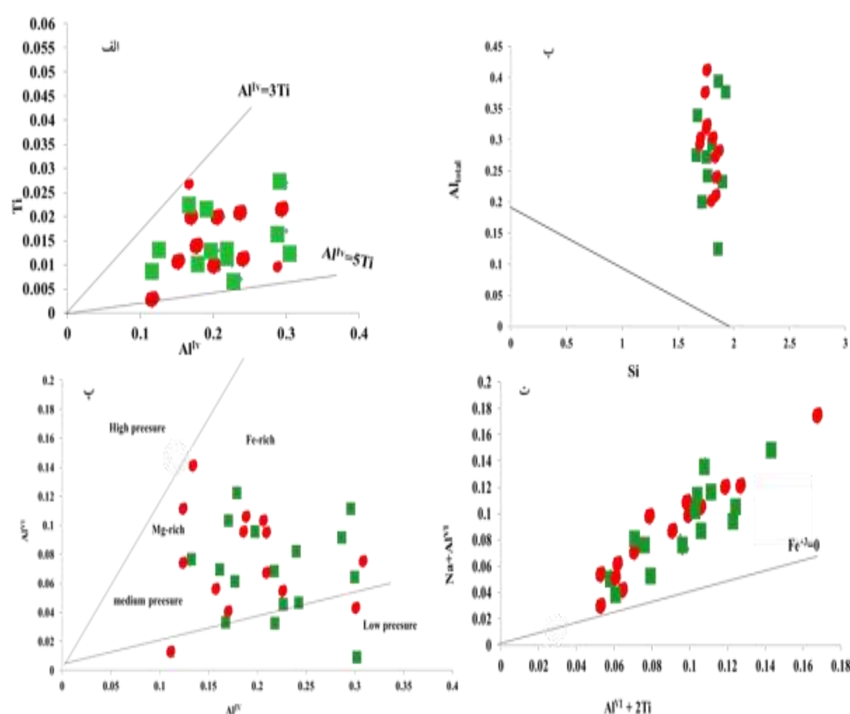
[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.15 ]




**شکل ۵** ترکیب گارنت‌های تجزیه شده اسکارن حراران بر روی نموارهای مرجع [۱۹، ۲۶].




**شکل ۶** ترکیب کلینوپیروکسن‌های آنالیز شده اسکارن حرارن با استفاده از نمودار [۲۲].




**شکل ۷** الف) نمودار Ti نسبت به $Al^{IV}$ [۲۳]، ب) نمودار Al نسبت به Si [۲۴] که نمونه های مورد بررسی در بالای خط اشباع جایگاه چاروجهی قرار می‌گیرند، پ) قرارگیری کلینوپیروکسن‌های حراران در منطقه کم فشار و فشار متوسط در نمودار $Al^{IV}$ نسبت به $Al^{VI}$ [۲۵] ت) کلینوپیروکسن‌های اسکارن حراران در منطقه با گریزندگی زیاد در نمودار مرجع [۲۵] قرار می‌گیرند.



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.15 ]

**کلینوپیروکسن**

**دما-فشارسنجی گارنت-کلینوپیروکسن**

تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها روش مناسبی برای درک شرایط دما و فشار تشکیل این کانی‌ها را فراهم می‌سازد. دما-فشارسنجی اسکارن‌ها بیشتر بر پایه‌ی توزیع $Fe^{+2}$ و $Mg^{+2}$ بین زوج کانی های همزیست چون الیوین-گارنت-پیروکسن- اسپینل- ایلمنیت- کردیریت-کلریت و هورنبلند انجام می‌شود [۲۸] گارنت و پیروکسن به عنوان کانی‌های اصلی سازنده در مرحله پیشرونده اسکارن مناسب‌ترین کانی‌های پیشنهاد شده برای ارزیابی دمای تشکیل اسکارن هستند [۲۹، ۳۰]. در این پژوهش، از دماسنج بر پایه کانی‌های همزیست گارنت و پیروکسن برای به دست آوردن شرایط تشکیل این کانی‌ها در اسکارن حراران استفاده شد. دمافشارسنجی بر پایه زوج کانی های گارنت و کلینوپیروکسن بر اساس تبادل **Fe-Mg** بین این دوکانی بوده زیرا ضریب انتشار بین گارنت و کلینوپیروکسن تابعی از دماست. براساس این دماسنجی برای کانی‌های تجزیه شده منطقه به سه روش که نتایج آن در جدول ۵ آورده شده است، کمترین دما ۴۱۶ درجه سانتی‌گراد به روش مرجع [۳۱] و بیشترین دما به روش ۵۳۰ درجه به روش مرجع [۳۲] به دست آمده است.

در همه این روش‌ها داریم:

$$(KD=(Fe^{+2}/Mg)Grt/(Fe^{+2}/Mg)\ cpx$$

که آهن بکار رفته در این فرمول آهن دو بار مثبت است. KD را ضریب توزیع می‌نامند که به شدت وابسته به دما-فشار و ترکیب است. هم‌چنین در همه این روش‌ها داریم:

$$X= Ca/(Ca + Mg + Fe^{2+} + Mn)]\ Grt$$

**سنگ‌زایی**

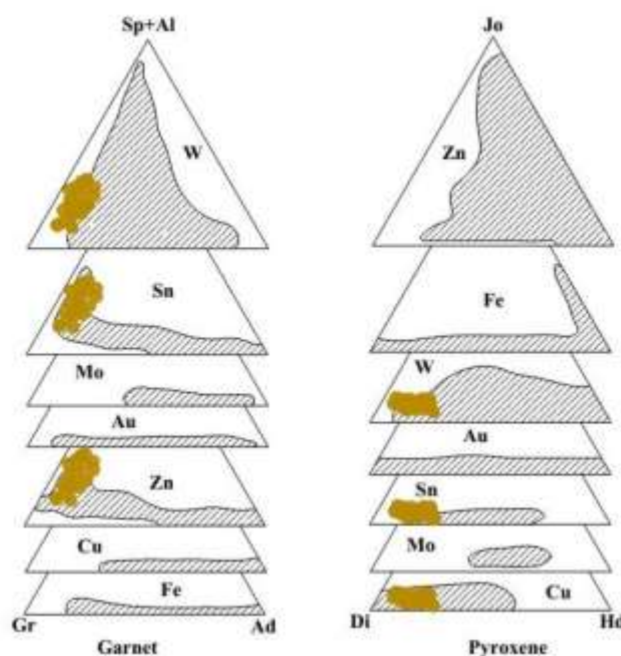
براساس نتایج دمافشارسنجی و ویژگی‌های مربوط به توده نفوذی، مجموعه اسکارنی مورد بررسی به احتمال بسیار در یک قوس ماگمایی کرانه قاره‌ای شکل گرفته است [۹]. بنظر می‌رسد که توده نفوذی پس از جایگزینی در اعماق ۴ تا ۱۰ کیلومتری باعث ایجاد هاله دگرگونی پیرامون خود شده است. شواهد بر پایه گریزندگی اکسیژن بالا نقش تعیین کننده سیال های شکل گرفته از پوسته بالایی در تشکیل این اسکارن‌ها را تأیید می‌کند. بنظر می‌رسد که پی جویی کانسارهای قلع و مس در این اسکارن‌ها مورد توجه قرار گیرد [۳۳] (شکل ۸).

**جدول ۵** محاسبه دما و فشار تشکیل اسکارن‌ها بر اساس زوج کانی‌های گارنت و پیروکسن به سه روش مختلف.

| Method | Ellis & Green (1979) | | | | Powell (1985) | | | | Ganguly (1799) | | | | Kd |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Equation | T=(3104*Xgrs+3030+10.86*P)/ (LN(Kd)+1.9034)-273 | | | | T=790+10P+3140Xgrs)/ (1.735+LNKd)-273) | | | | T=(4100+11.07*P+1586*Xgrs)/ (LNKd+2.4)-273 | | | | |
| Pressure | ۱ | ۲ | ۳ | ۴ | ۱ | ۲ | ۳ | ۴ | ۱ | ۲ | ۳ | ۴ | ۱۳۹/۳۵۲ |
| | ۵۱۸ | ۵۱۹ | ۵۲۱ | ۵۲۲ | ۵۰۶ | ۵۰۷ | ۵۰۹ | ۵۱۰ | ۴۵۲ | ۴۵۴ | ۴۵۵ | ۴۵۷ | ۱۸۳/۸۹۰ |
| | ۴۸۴ | ۴۸۶ | ۴۸۷ | ۴۸۹ | ۴۷۲ | ۴۷۳ | ۴۷۵ | ۴۷۶ | ۴۲۵ | ۴۲۶ | ۴۲۸ | ۴۲۹ | ۱۰۸/۹۱۴ |
| | ۴۸۶ | ۴۸۷ | ۴۸۹ | ۴۹۱ | ۴۷۳ | ۴۷۵ | ۴۷۶ | ۴۷۸ | ۴۲۹ | ۴۳۰ | ۴۳۲ | ۴۳۳ | ۹۶/۵۷۰ |
| | ۴۶۵ | ۴۶۶ | ۴۶۸ | ۴۶۹ | ۴۵۲ | ۴۵۳ | ۴۵۵ | ۴۵۶ | ۴۱۲ | ۴۱۳ | ۴۱۴ | ۴۱۶ | ۱۵۹/۷۳۶ |
| | ۵۰۲ | ۵۰۴ | ۵۰۶ | ۵۰۷ | ۴۹۰ | ۴۹۲ | ۴۹۳ | ۴۹۵ | ۴۳۹ | ۴۴۱ | ۴۴۲ | ۴۴۳ | ۱۰۶/۱۶۴ |
| | ۴۹۱ | ۴۹۳ | ۴۹۴ | ۴۹۶ | ۴۷۹ | ۴۸۰ | ۴۸۲ | ۴۸۳ | ۴۳۳ | ۴۳۵ | ۴۳۶ | ۴۳۸ | ۱۳۷/۱۶۹ |
| Temperature | ۴۸۶ | ۴۸۸ | ۴۸۹ | ۴۹۱ | ۴۷۴ | ۴۷۵ | ۴۷۶ | ۴۷۸ | ۴۳۰ | ۴۳۲ | ۴۳۳ | ۴۳۵ | ۱۷۹/۶۳۶ |
| | ۴۸۷ | ۴۸۸ | ۴۹۰ | ۴۹۲ | ۴۷۵ | ۴۷۶ | ۴۷۷ | ۴۷۹ | ۴۲۷ | ۴۲۸ | ۴۳۰ | ۴۳۱ | ۹۹/۹۰۴ |
| | ۵۲۵ | ۵۲۷ | ۵۲۸ | ۵۳۰ | ۵۱۳ | ۵۱۵ | ۵۱۶ | ۵۱۸ | ۴۵۶ | ۴۵۷ | ۴۵۹ | ۴۶۰ | ۱۵۹/۰۴۲ |
| | ۴۹۲ | ۴۹۳ | ۴۹۵ | ۴۹۶ | ۴۷۹ | ۴۸۰ | ۴۸۲ | ۴۸۳ | ۴۳۴ | ۴۳۶ | ۴۳۷ | ۴۳۹ | ۱۱۴/۷۸۹ |



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.15 ]




**شکل ۸** مثلث‌های ترکیب‌های اعضای پایانی گارنت و پیروکسن در ارتباط با انواع اسکارن و احتمال کانه‌زایی مربوط به آنها [۳۳] (Ad: آندرادیت، Di: دیوپسید، Gr: گروسولاریت، Hd: هدنبرگیت، Jo: جوهانسنیت، پیرالسپیت = پیروپ + آلماندین + اسپسارتین).

### برداشت

نتایج بررسی های سنگ نگاری بیانگر وجود پهنه‌های گارنت– کلینوپیروکسن–اولیوین، گارنت–کلینوپیروکسن، ولاستونیت– گارنت و گارنت–اپیدوت در منطقه است. این بررسی ها نشان می‌دهد که مجموعه دگرگونی مجاورتی حراران در گروه اسکارن‌های خارجی پیچیده قرار دارد. براساس نتایج تجزیه نقطه‌ای دقیق و محاسبات عنصرسنجی اعضای پایانی کانی‌های موجود، این گارنت‌ها شامل بیش از ۷۰ درصد گروسولار (گارنت غنی از کلسیم) و کمتر از ۳۰ درصد آلماندن (گارنت غنی از آهن) در ترکیب محلول جامد خود هستند. مقدار آندرادیت و سایر اعضای پایانی خانواده گارنت در همه نمونه‌ها قابل چشم‌پوشی است. همچنین ترکیب کلینوپیروکسن‌ها مربوط به گروه نخست (کلسیم–آهن و منیزیم‌دار) و از نوع ولاستونیت– انستاتیت بوده که مقدار ولاستونیت بیش از ۵۰ درصد است. کمتر از ۱۰ درصد فروسیلیت نیز در ترکیب این کلینوپیروکسن ها وجود دارد. بر اساس دما–فشارسنجی گارنت–کلینوپیروکسن، دمای تشکیل اسکارن‌های منطقه به روش‌های مختلف بین ۴۱۳ تا ۵۳۰ درجه سانتی‌گراد به دست آمده است.

### قدردانی

بر خود لازم می دانم که از زحمات پدر و مادر عزیزم و همراهی همسر مهربانم تشکر کنم. همچنین از اساتید گرانقدری که در نگارش این مقاله همکار اینجانب بودند نیز کمال تشکر و قدردانی را دارم.

### مراجع

[1] Dimitrijevi M., et al., *Geological Survey of Iran, 1: 100,000 Series: Sheet 7250*. 1971, Anar.0
[2] Verdel C., et al., *A Paleogene extensional arc flare-up in Iran*. Tectonics, 2011. 30(3).
[3] Sepidbar F., et al., *Origin, age and petrogenesis of barren (low-grade) granitoids from the Bezenjan-Bardsir magmatic complex, southeast of the Urumieh-Dokhtar magmatic belt, Iran*. Ore Geology Reviews, 2019. 104: p. 132-147.
[4] Topuz G., et al., *Origin and significance of Early Miocene high-potassium I-type granite plutonism in the East Anatolian plateau (the Taşlıçay intrusion)*. Lithos, 2019. 348: p. 105210.
[5] Sepidbar F., et al., *Cenozoic temporal variation of crustal thickness in the Urumieh-Dokhtar and Alborz magmatic belts, Iran*. Lithos, 2021. 400: p. 106401.
[6] Miller K.G., et al., *The Phanerozoic record of global sea-level change*. science, 2005. 310(5752): p. 1293-1298.
[7] Hassanzadeh J., et al., *The Alborz and NW Urumieh-Dokhtar magmatic belts, Iran: rifted parts of a single ancestral arc*, in *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs*. 2004. p. 6.


[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.15 ]

[22] Morimoto N., *Nomenclature of pyroxenes: subcommitee on pyroxenes Commission on New Minerals and Mineral Names (CNMMN) International Mineral Association (IMA)*. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 1988. 68(1): p. 95-111.

[23] Zamanian H., et al., *Thermobarometry in the Sarvian Fe-skarn deposit (Central Iran) based on garnet–pyroxene chemistry and fluid inclusion studies*. Arabian Journal of Geosciences, 2017. 10(3): p. 1-16.

[24] Kushiro I., *Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks*. American journal of science, 1960. 258(8): p. 548-554.

[25] Torkian A., Salehi N., *Mineral chemistry of pyroxenes and geothermobarometry of the basic rocks, NE-Qorveh (Kurdistan)*. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy, 2015. 22(4): p. 659-670.

[26] Schweitzer E., Papike J., Bence A., *Statistical analysis of clinopyroxenes from deep-sea basalts.* American Mineralogist, 1979. 64(5-6): p. 501-513.

[27] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *Rock-forming minerals: disilicates and ring silicates, volume 1B*. 1997. Geological Society of London

[28] Bohlen S.R., Liotta J.J., *A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites.* Journal of Petrology, 1986. 27(5): p. 1025-1034.

[29] Krogh E.J., *The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer—a reinterpretation of existing experimental data*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 1988. 99(1): p. 44-48.

[30] Råheim A., Green D.H., *Experimental determination of the temperature and pressure dependence of the Fe-Mg partition coefficient for coexisting garnet and clinopyroxene*. Contributions to mineralogy and Petrology, 1974. 48(3): p. 179-203.

[31] Ganguly J., *Garnet and clinopyroxene solid solutions, and geothermometry based on Fe-Mg distribution coefficient.* Geochimica et Cosmochimica Acta, 1979. 43(7): p. 1021-1029.

[32] Ellis D., Green D., *An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria.* Contributions to Mineralogy and Petrology, 1979. 71(1): p. 13-22.

[33] Meinert L.D., Dipple G.M., Nicolescu S., *World skarn deposits.* 2005.

[8] Berberian M., *The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust.* Canadian journal of earth sciences, 1983. 20(2): p. 163-183.

[9] Chekani Moghadam M., Z. Tahmasbi, A. Ahmadi-khalaji, *Petrogenesis of adakitic and calc-alkaline granitoids in Rabor-Lalehzar region, SE of Kerman: Constraints from geochemical and Sr-Nd isotopes results.* Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 2018. 27(108): p. 13-26.

[10] Stocklin J., *Structural history and tectonics of Iran: A review: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 52.* 1968.

[11] Haghipour A., Aghanabati A., *Geological Map of Iran 1: 2 500 000*. 1989: Geological survey of Iran.

[12] Winkler H.G., *Metamorphism of Marls*, in *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 1976, Springer. p. 139-150.

[13] Mackenzie F.T., Garrels R., *Evolution of sedimentary rocks*. 1971: Norton New York.

[14] Baxter E.F., Scherer E.E., *Garnet geochronology: timekeeper of tectonometamorphic processes.* Elements, 2013. 9(6): p. 433-438.

[15] Wood B.J., Kiseeva E.S., Matzen A.K., *Garnet in the Earth's Mantle*. Elements, 2013. 9(6): p. 421-426.

[16] Zhou J., Feng C., Li D., *Geochemistry of the garnets in the Baiganhu W–Sn orefield, NW China*. Ore Geology Reviews, 2017. 82: p. 70-92.

[17] Sun C., Liang Y., *A REE-in-garnet–clinopyroxene thermobarometer for eclogites, granulites and garnet peridotites.* Chemical Geology, 2015. 393: p. 79-92.

[18] Jamtveit B., *Oscillatory zonation patterns in hydrothermal grossular-andradite garnet: Nonlinear dynamics in regions of immiscibility*. American Mineralogist, 1991. 76(7-8): p. 1319-1327.

[19] Meinert L.D., *Skarns and skarn deposits.* Geoscience Canada, 1992.

[20] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., *Rock-forming minerals: single-chain silicates, Volume 2A*. 1997. Geological Society of London.

[21] Yang Y.F., et al., *Evolution of ore fluids in the Donggou giant porphyry Mo system, East Qinling, China, a new type of porphyry Mo deposit: evidence from fluid inclusion and H–O isotope systematics.* Ore Geology Reviews, 2015. 65: p. 148-164.



[ DOI: 10.61186/ijcm.32.1.15 ]